# Geologische Studien in der »Grauwackenzone« der nordöstlichen Alpen.

## II.

### Versuch einer stratigraphischen Gliederung der »Grauwackenzone« im Paltental nebst Bemerkungen über einige Gesteine (Blasseneckgneis, Serpentine) und über die Lagerungsverhältnisse

von

Dr. **Franz Heritsch.**

Aus dem Geologischen Institut der k. k. Universität Graz.

(Mit 4 Textfiguren.)

**(Vorgelegt in der Sitzung am 21. Jänner 1909.)**

Für den Sommer des Jahres 1908 hat mir die hohe kaiserl. Akademie der Wissenschaften in Wien wie im Vorjahre aus der Boué-Stiftung zur Fortsetzung meiner geologischen Studien in der »Grauwackenzone« des Paltentales gütigst eine Subvention verliehen und mir so meine Arbeit möglich gemacht. Wenn ich an dieser Stelle für die gütige Gewährung der Subvention den ergebensten Dank mir abzustatten erlaube, so ist mir dies nicht nur eine angenehme Pflicht, sondern vielmehr ein Herzensbedürfnis.

Der eben vergangene und für meine Arbeit einzig in Betracht kommende Sommer hat bezüglich des Wetters viel, sehr viel zu wünschen übrig gelassen, es gab fast mehr Regentage als Tage mit schönem Wetter; dennoch ist es möglich gewesen, ein größeres Gebiet zu begehen, da doch nur relativ geringe Höhen — über 2000 *m* reichen die Berge nicht viel hinauf — zu bewältigen waren, Höhen, die auch bei nicht ganz gutem Wetter zugänglich sind. Besonders abträglich war das schlechte Wetter der photographischen Ausbeute.

Wenn ich nun daran gehe, den Bericht über das, was ich im vergangenen Sommer gesehen habe, zu schreiben, so muß ich gleich von vornherein sagen, daß ich mich über die Lagerungsverhältnisse etwas reserviert aussprechen muß, da darüber erst später, wenn ich meine Untersuchungen noch etwas ausgedehnt haben werde, eine eingehendere Erörterung erfolgen soll. Im übrigen kann ich an das anknüpfen, was ich in dem ersten der Berichte aus der »Grauwackenzone« des Paltentales gesagt habe.

Die scheinbar autochthone Unterlage der ganzen »Grauwackenzone« bildete die krystallinischen Massen der Bösensteingruppe und der Sekkauer Alpen. Sie bestehen aus Gneisen und Graniten, zwischen denen sich vielfache Übergänge einstellen, so daß eine kartographische Ausscheidung oft schwierig und willkürlich ist; man findet Biotitgranite von ganz massigem Habitus, dann Gesteine, die Doelter Gneisgranit oder Granitgneise genannt hat, ferner Gneise in der mannigfaltigsten Ausbildung; eine Detailbeschreibung kann hier nicht gegeben werden, da es sich um eine rein petrographische Arbeit handelt; erst in der meine Studien abschließenden Abhandlung soll dies geschehen. Wichtig ist ein Umstand, der hier hervorgehoben werden soll; das eben in Erörterung stehende krystallinische Gebirge besteht aus Gneis und Granit, während das den Brettstein-Pusterwalder Kalkzug tragende krystallinische Gebirge der Wölzer Alpen ganz vorherrschend aus Glimmerschiefer besteht, in welchem allerdings, wie später zu erörtern sein wird, Granite, beziehungsweise deren Ganggefolge auftreten. Die spätere Darstellung wird auch dem Umstand Rechnung tragen müssen, daß beide krystallinischen Massen eine ganz verschiedene tektonische Stellung einnehmen.

Im vorjährigen Bericht konnte ich ausführen, daß über dem Gneis des Bösenstein und des Griesstein eine Serie von Schiefern, Konglomeraten usw. folgt, denen ein obercarbonisches Alter zukommt. Ich habe auch erörtert, daß in diesen obercarbonischen Gesteinen Kalke unbekannten Alters als Einfaltungen von unten her auftreten; ich will mich damit nicht weiter beschäftigen, sondern lieber zum Obercarbon selbst übergehen. Das Obercarbon der »Grauwackenzone« des Paltentales

zerfällt in zwei Stufen; die eine, und zwar die obere wird gebildet von Konglomeraten, Graphitschiefer usw., graphitführende Serie, während in dem darunter liegenden Schiefer die Graphitschiefer an Menge sehr zurücktreten.

Die graphitführende Serie des Obercarbons ist eine Schichtfolge von Konglomeraten, Sandsteinen, Graphitschiefern, die Graphit enthalten; in einer ähnlichen Schichtserie wurden im Liesingtal die für den Horizont von Schatzlar bezeichnenden Pflanzenreste gefunden. Im Sunk sind beim Graphitwerk besonders die Konglomerate schön entwickelt. Es ist ein Gestein, dessen klastischer Charakter in die Augen springt; deutliche Quarzgerölle stecken in einer schieferigen Grundmasse. Die Größe der Quarzgerölle ist eine ganz verschiedene; ich besitze Handstücke, in welchen sie eine Länge bis zu 15 *cm* erreichen, dann wieder sinkt ihre Größe derartig herab, daß man das Gestein nicht mehr als Konglomerat, sondern als einen sehr grobkörnigen Sandstein bezeichnen muß. Besonders bei den großen Quarzknollen ist die Deformation, welche die Gerölle durch den Gebirgsdruck erfahren haben, sehr auffallend; es liegt mir ein aus dem Gestein herausgelöstes Geröll vor, das eine Länge von 11 *cm* und nur eine Dicke von 4 *cm* hat; die Form des Rollstückes ist die einer sehr langgestreckten Ellipse. Eingehüllt ist es in ein glimmerähnliches Mineral, das wahrscheinlich Chloritoid ist.

Alle Gerölle in den Konglomeraten, vom größten bis zum kleinsten, sind in intensiver Weise gestreckt, mechanisch deformiert. Diese mechanische Deformation geht manchmal so weit, daß die Gerölle geradezu walzenförmig ausgezogen sind. Eingebettet liegen die Gerölle in einem ziemlich graphitreichem Material, das beim Zurücktreten der Gerölle sofort schiefrig wird.

Unter dem Mikroskop zeigen die Quarzgerölle eine intensive Zerbrechung, ohne daß es jedoch zur Entstehung einer Mörtelstruktur kommt; natürlich tritt überall undulöse Auslöschung des Quarzes auf. Immer aber ist die Grenze gegen das Schiefermaterial haarscharf; dieses letztere, die Grundmasse also, in der die Gerölle liegen, besteht aus Quarz, Chloritoid (?), Graphit und auch ein wenig Erz.

Dadurch, daß die Größe der Quarzgerölle allgemein abnimmt, daß also das klastische Material immer feinkörniger wird und zugleich das glimmerähnliche Mineral an Menge stark zunimmt, geht aus dem grobklastischen Gestein ein schieferiges hervor, welches ich allgemein als Sericitschiefer bezeichnet habe, obwohl das die Schieferung hervorbringende glimmerähnliche Mineral zum Teil Chloritoid sein dürfte. Wenn aber keine Vermehrung des glimmerähnlichen Minerals eintritt, so bildet sich aus dem Konglomerat ein fast nur aus Quarzkörnern, glimmerigen und graphitischen Fetzchen bestehendes Gestein heraus, das eine sandige Bildung darstellt, die durch die Metamorphose stark umgewandelt, verfestigt wurde; die Bezeichnung Sandstein paßt schon nicht gut auf diese Gesteine, wenn man auch an ihr festhalten muß. Diese Gesteine gleichen einerseits denjenigen des Carbonzuges von Breitenstein—Klamm ins Semmeringgebiet, andrerseits aber auch in mancher Hinsicht den obercarbonischen Schichten des Drauzuges Diener's, wie denn überhaupt in der Gesteinsentwicklung der graphitführenden Serie Anklänge an die Auerniggschichten nicht zu übersehen sind.

Nicht überall ist die graphitführende Serie durch die eben angeführten, gut klastisch entwickelten Gesteine charakterisiert. Im Lorenzer Graben ist das Zwischenmittel der Graphitschiefer in der graphitführenden Serie ein wesentlich anderes als im Sunk. Makroskopisch sind es dünnschichtige oder dünnschieferige Gesteine, die einerseits einen etwas quarzitischen Habitus aufweisen, andrerseits als vielfach gefältelte graphitische Schiefer zu bezeichnen sind. In der ersten Varietät bildet Quarz den Hauptbestandteil; es ist ein feinkörniges Körnerhaufwerk von Quarz mit undulöser Auslöschung; die einzelnen Lagen des eine deutliche Schichtung aufweisenden Gesteines werden durch Häutchen eines glimmerähnlichen Minerals getrennt, das wahrscheinlich Chloritoid ist und das auch die einzelnen Quarzkörner manchmal trennt; auch Erz tritt auf sowie Graphitstaub. Die zweite Varietät ist gut schieferig und wird zusammengesetzt aus sehr feinkörnigem Quarz, deutlich pleochroitischem, oft mit Graphit ganz bestaubtem Chloritoid, der das ganze Gestein durchschwärmt, und einem lichtgrünen Amphibolmineral.

Beiden Varietäten gemeinsam ist der klastische Charakter. Die graphitführende Serie des Obercarbons ist eine rein terrestrische Ablagerung; ihre Verbreitung im Paltental ist eine beschränkte. Wir haben einerseits einen Zug der graphitführenden Serie, der aus dem Lorenzer Graben zum Schwarzenbachgraben und über die Handlers- (Thorsaller) Hube zum Graphitwerk im Sunk zieht und im Triebenbachtal verschwindet; andrerseits wird der unterste Teil des rechten Talgehänges der Palten von Dietmannsdorf bis Wald und weiter bis Kallwang von ihr gebildet. Die Tatsache, daß sich die graphitführende Serie im Triebenbachtale auskeilt, läßt vielleicht darauf schließen, daß sie von einem Teile der obercarbonischen Schiefer faciell vertreten wird.

Die obercarbonischen Schiefer, die, kartographisch dargestellt, einen sehr großen Teil der Grauwackenzone des Paltentales bilden, sind wohl fast ausnahmslos sedimentärer Entstehung. Den meisten haftet der klastische Charakter deutlich an; es sind Sericitschiefer, Chloritoidschiefer, Chloritschiefer, Graphitschiefer usw. In einzelnen Teilen treten als Einlagerungen in den Schiefern Quarzite auf, so am Nordabhang des Walder Schobers und an anderen Stellen. Die Quarzite bilden eine Facies der Schiefer; dies ist auch der Fall dort, wo Quarzite in bedeutenderer Mächtigkeit anstehen, nämlich bei Gaishorn und bei Wald am Abhang gegen die Brunnebenalpe.

Ich will hier nur kurz das Vorkommen von Gaishorn erörtern. In größter Mächtigkeit sind die Quarzite in dem Flitzengraben bei Gaishorn aufgeschlossen. Dieser Graben ist jetzt durch einen von der k. k. Wildbachverbauung angelegten Steig gut zugänglich gemacht und zeigt die in herrlichen Aufschlüssen zutage gehenden Quarzite. In der breiten Mündung des Grabens in das Paltental stehen die Schichten der graphitführenden Serie an, Graphitschiefer und sandsteinähnliche und schieferige Bildungen des Obercarbons. Diese Schichten fallen zuerst gegen Nordosten, dann gegen Südwesten ein und unter ihnen tauchen sericitische Schiefer heraus. Unter diesen obercarbonischen Schiefern kommen dann die Quarzite heraus. Diese sind wohlgeschichtete Gesteine von bedeutender

Mächtigkeit. Die Dicke der einzelnen Schichten schwankt zwischen zirka 1 *mm* bis zu 10 *cm* und darüber. Auf den Schichtflächen treten sehr feine sericitische Häutchen auf; unter dem Mikroskop sieht man kleinste sericitische Fetzchen auch zwischen den kleinen Quarzkörnern.

Es fragt sich nun, welche stratigraphische Stellung diese Quarzite einnehmen. Ganz regelrecht tauchen sie unter den sicher obercarbonischen Schiefern und unter der graphitführenden Serie heraus. Ebenso sind sie bei Wald auf das engste mit dem Obercarbon verknüpft. Wir wissen auch, daß die graphitführende Serie ein relativ hohes Glied im Obercarbon der Grauwackenzone ist, und da ist von vornherein der Schluß nicht von der Hand zu weisen, daß die Quarzite eine Facies der obercarbonischen Schiefer sind, da die Quarzite fast unmittelbar unter der graphitführenden Serie liegen. Diese Vermutung wird dadurch bestätigt, daß einerseits auch in den Quarziten Graphitschiefer liegen und daß andrerseits eine Wechsellagerung von den Quarziten und den Schiefern stattfindet. Die innige Verknüpfung der Schiefer und der Quarzite läßt für die letzteren erkennen, daß es sich nur um eine facielle Verschiedenheit handelt und daß daher die Quarzite auch zum Obercarbon gehören.

Sehr bemerkenswert ist es, daß an mehreren Stellen der »Grauwackenzone«, und zwar immer im Obercarbon, basische Eruptiva einbrechen. Es sind mir bisher vier Stellen bekannt, an welchen peridotitische, mehr oder weniger in Serpentin umgewandelte Magmen im Obercarbon vorkommen. Die größte Serpentinmasse stellt der Lärchkogel bei Trieben vor; hier erreicht der Serpentinstock eine Ausdehnung von fast 2 *km* in der Längsachse des Massivs gemessen. Rings um diesen mächtigen Serpentinklotz liegt Obercarbon, mit welchem er eng verknüpft ist. Am besten ist das gegenseitige Verhältnis von Serpentin und dem Obercarbon östlich vom Lärchkogel aufgeschlossen. Aus dem kleinen Graben, der zwischen der Sunkmauer und dem Lärchkogel steil auf den flachen Sattel zwischen beiden Erhebungen hinaufzieht, läßt sich folgendes Profil feststellen: [1]

[1] Siehe die Textfig. 4.

(Oben.) Serpentin des Lärchkogels, zirka 150 *m* mächtig,
obercarbonischer Sandstein, zirka 10 *m* mächtig,
Serpentin, zirka 20 *m* mächtig,
Sandstein, zirka 5 *m*,
Graphitschiefer mit einer Einlagerung
von ziemlich reinem Graphit, zirka 5 *m*,
Sandstein, zirka 5 *m*,
Konglomerat,
Sandstein,
Graphitschiefer,
Konglomerat
(Unten.) usw.

} graphitführende Serie des Obercarbons.

Aus dieser Schichtfolge geht es wohl klar hervor, daß der Serpentin des Lärchkogels eng mit dem Obercarbon verknüpft ist. Die Beobachtung im Terrain aber zeigte auch, daß es sich um eine stockförmige Masse peridotitischen Magmas handelt.

Der Serpentin erreicht eine bedeutende Mächtigkeit; im Lärchkogel beträgt sie wenigstens 200 *m*, während sie im westlichen Teile des Massivs etwa 350 *m* erreicht. Der Serpentin steht in keinerlei Beziehung zum untercarbonischen Kalk der Sunkmauer; denn er ist von diesem durch ein ziemlich breites Band von Obercarbon getrennt und dieses stoßt mit einer Verwerfung am Kalk ab.

Das Gestein vom Lärchkogel gehört der Familie der Peridotite an; das mikroskopische Bild zeigt sofort, daß man es mit einem jener Gesteine zu tun hat, denen Weinschenk den Namen Stubachit gegeben hat.

In ganz frischen Handstücken hat das Gestein eine schwarzgrüne Farbe mit helleren grünen Partien; es ist so stark magnetisch, daß ich schon im Terrain selbst eine bedeutende Ablenkung der Magnetnadel meines Kompasses beobachten konnte, und das Nähern oder Entfernen eines kleinen Gesteinsstückes bringt bereits eine lebhafte Unruhe der Magnetnadel hervor. In Handstücken des stärker umgewandelten Gesteines nimmt dieses eine lichtgrüne Farbe an und die so gefärbten Gesteine bestehen fast ganz aus Antigorit.

Das Gestein vom Lärchkogel besteht aus Olivin, Antigorit und Chromspinell. Je nach dem Mengenverhältnis von Olivin und Antigorit lassen sich mehrere Varietäten unterscheiden; nur die zuletzt zu erörternde Varietät besteht ganz aus Antigorit.

Der Olivin ist fast überall frisch; nur an wenigen Stellen zeigen unklare Polarisationsfarben eine Zersetzung an, gewöhnlich zeigt sich keine Trübung. Im Dünnschliff ist das Relief sehr stark, so daß man ihn schon in gewöhnlichem Licht von dem ebenfalls farblosen Antigorit leicht unterscheiden kann; die Doppelbrechung ist bedeutend. Ganz deutlich sieht man, daß das Gestein aus einem Aggregat von Olivinkörnern besteht; die einzelnen zusammengehörigen Körner, die durch den Gebirgsdruck zerbrochen wurden, zeigen eine einheitliche Auslöschung, so daß man feststellen kann, daß es sich ursprünglich um größere, allerdings jede krystallographische Begrenzung entbehrende Olivinkörner gehandelt hat. Die Auslöschung der ganzen, ehemals ein Individuum bildenden Olivinkörner ist, allerdings sehr genau genommen, nicht ganz gleich, aber diese winzigen Unterschiede in der Auslöschung sind wohl auf sehr kleine Verschiebungen beim Zerbrechen der Krystalle unter dem Gebirgsdruck zurückzuführen. Im Olivin treten als Einschlüsse scharf umrissene Kryställchen von Chromit auf, der sich manchmal in bedeutender Weise anhäuft.

Wenn ich nun zur Erörterung der zweiten mineralischen Komponente des Gesteines vom Lärchkogel, zum Antigorit, übergehe, so bin ich dadurch gezwungen, zur Frage, ob der Antigorit primärer oder sekundärer Entstehung sei, einige Worte zu sagen. F. Becke[1] hat bei der Besprechung von diesbezüglichen Gesteinen aus dem Stubachtal in bestimmter Weise die Ansicht ausgesprochen, daß der Antigorit sekundärer Entstehung aus dem Olivin sei; auf den Spalten der Olivinkörner siedeln sich die Antigorite an, zersprengen und zerteilen die ersteren, ohne daß eine Maschenstruktur entsteht. Demgegenüber vertritt E. Weinschenk[2] die Ansicht, daß der

[1] Tschermak's Min. petr. Mitteil., XIV, p. 271.

[2] Abhandlungen der mathem. phys. Klasse der königl. bayr. Akademie der Wissenschaften, XVIII. Bd., 1895, p. 653 ff.

Antigorit zum Teil in primärer Verwachsung mit dem Olivin auftrete und dieser Anschauung hat sich in neuester Zeit B. Grannig angeschlossen. Weinschenk sagt, daß Antigorite durch die wie zerfetzt aussehenden Krystalle des Olivins hindurchschneiden und stets eine genaue Orientierung nach den krystallographischen Flächen des Olivins zeigen. Neben diesem primären Antigorit gibt es noch sekundär gebildeten, der, ein schuppiges Aggregat darstellend, sich an den primären Antigoriten und auf den Rissen und Spalten, ferner an den Grenzen der einzelnen Mineralkörner absetzt.

Ich muß nun dazu bemerken, daß ich derartige Erscheinungen beim Gestein vom Lärchkogel nicht wahrnehmen konnte; daher halte ich an der sekundären Bildung des Antigorites fest, der wohl unter dem Einfluß des Druckes durch postvulkanische Vorgänge entstanden ist. Der Antigorit hat eine niedere Lichtbrechung, eine dem Quarz ähnliche Doppelbrechung und ist fast unmerklich pleochroitisch. Was sein Verhältnis zum Olivin betrifft, so ist folgendes darüber zu sagen: Bei der an Antigorit armen Varietät durchsetzen winzige Antigorite, oft erst bei sehr starker Vergrößerung sichtbar, die Olivine, und zwar siedeln sich die Antigorite immer an den Rissen und Sprüngen an; schuppiger, nach Weinschenk also eigentich sekundärer Antigorit fehlt den an Antigorit armen Varietäten ganz. In anderen Handstücken wieder nimmt die Größe und Menge des Antigorites zu.

Als dritte mineralische Komponente ist Chromspinell zu nennen; er tritt einerseits im Olivin auf, kleinste Körnchen durchschwärmen diesen in größerer oder geringerer Zahl, andrerseits bildet er auch größere Anhäufungen im Gestein.

Je nach dem Mengenverhältnis von Olivin und Antigorit lassen sich mehrere Varietäten des Gesteins vom Lärchkogel unterscheiden; diese entsprechen also dem mehr oder weniger bedeutenden Maße der Umwandlung.

In einer Varietät herrscht der Olivin so unbedingt vor, daß man ein fast reines, unverändertes Olivingestein vor sich hat (Dunit). Antigorit tritt überhaupt nur als feinste Nadeln, Täfelchen in den Spaltrissen des Olivins auf.

In einer zweiten Varietät nimmt die Menge des Olivins ab, die des Antigorites zu; immerhin aber dominiert weitaus noch der Olivin. Der Antigorit tritt hier nicht nur auf den Spaltrissen des Olivins auf, sondern bildet auch größere Anhäufungen; hier zerspießen die Antigorite oft den Olivin. Wichtig ist es, daß zwischen den Antigoriten oft winzig kleine Olivine noch beobachtet werden können. Stellenweise hat der auf den Spaltrissen des Olivins angesiedelte Antigorit diesen schon fast ganz aufgezehrt.

In einer dritten Varietät tritt der Olivin ganz zurück und das mikroskopische Bild zeigt hauptsächlich Antigorit. Der Olivin tritt nur mehr in einzelnen, mehr oder weniger kleinen Körnchen zwischen den Antigoriten auf; diese letzteren und einzelne förmliche Züge von Chromspinell zeigen eine oft geradezu parallele Anordnung.

Lichtgrüne Handstücke, eine vierte Varietät, zeigen im Schliffe nur Antigorit, oft mit ganz hübscher Gitterstruktur.

Die Struktur des Gesteins vom Lärchkogel ist richtungslos körnig; es sind umgewandelte Peridotite, und zwar Dunite.

Neben dem großen Serpentinstock des Lärchkogels gibt es noch mehrere andere Serpentine im Obercarbon des Paltentales; alle folgen mehr oder weniger dem Gesteinstypus vom Lärchkogel; hierher gehört der Serpentin vom Graphitwerk im Sunk, dann die Serpentine vom unteren Lorenzer Graben und der ober dem Graphitwerk daselbst.

Das Obercarbon mit seinen mannigfaltig entwickelten Gesteinen nimmt, vielfach gefaltet, eine große Fläche in der »Grauwackenzone« des Paltentales ein. Es senkt sich am rechten Gehänge des Paltentales unter einer Folge von Schiefern und massigen Gesteinen, die einen wesentlich anderen Charakter aufweisen. Ich will hier nicht auf eine Erörterung der tektonischen Stellung dieser Gesteine eingehen und möchte nur andeuten, daß es sich vielleicht um eine höhere Decke handelt. Das charakteristische Gestein dieser Serie ist der sogenannte »Blasseneckgneis«, ein mehr oder weniger umgewandeltes porphyrisches Gestein. Ich will im folgenden eine kurze, vorläufige Beschreibung dieses Gesteinstypus geben, ohne auf die historische

Entwicklung der Erkenntnis des porphyrischen Charakters dieser und analoger Gesteine einzugehen, an der besonders Ohnesorge und Redlich beteiligt sind.

Am besten von allen mir bis jetzt bekannten »Blasseneckgneisen« zeigen einzelne Partien der sogenannten körnigen Grauwacken von Eisenerz den massigen Habitus und die porphyrische Natur des Gesteins. Einzelne Handstücke zeigen ein derartiges Aussehen, daß man schon bei der makroskopischen Beobachtung nicht zweifeln kann, daß es sich um ein porphyrisches Gestein handelt. Der »Blasseneckgneis« von Eisenerz hat keinerlei Absonderung, eine absolut massige Textur. Die porphyrische Struktur ist sehr schön ausgeprägt; in einer grünen Grundmasse liegen porphyrische Quarze, die ziemlich selten über eine Größe von 5 *mm* hinausgehen, ferner porphyrisch ausgeschiedene Feldspate. Schon das makroskopische Aussehen des Gesteines läßt auf einen Quarzporphyr oder ein diesem nahestehendes Gestein schließen; beweisend aber dafür ist der mikroskopische Befund.

Unter dem Mikroskop ist wohl zu trennen zwischen den Einsprenglingen und der Grundmasse. Unter den Einsprenglingen tritt besonders der Quarz hervor (siehe Fig. 1). Er hat eine meist unregelmäßige Form, die sich aber vielfach auf verschobene und zerbrochene Dihexaeder zurückführen läßt; viele Quarze zeigen auf das schönste die für porphyrische Quarze so ungemein charakteristische Erscheinung der magmatischen Korrosion. Oft ist es zu Zerbrechungen der Einsprenglinge gekommen, immer aber zeigen diese die Wirkungen des Gebirgsdruckes in undulöser Auslöschung und auch in der bekannten Streifung nahe der Auslöschung. Die Grundmasse durchzieht häufig die Quarze in feinen Gängen; auch enthalten diese scheinbare Einschlüsse von Grundmasse, die wohl nichts anderes sind als quer durchschnittene Gänge derselben. An Einschlüssen kommen Flüssigkeitseinschlüsse und undeutbare dunkle Pünktchen vor.

An Zahl gegen die Quarze zurücktretend kommt ferner als Einsprengling noch Feldspat vor. Dieser ist in überwiegender Menge Albit; das Vorhandensein desselben konnte erst bei der denkbar größten Dünne der Schliffe festgestellt

werden, denn in etwas dickeren, d. h. normalen Schliffen, tritt die Lamellierung des Plagioklases nicht mehr hervor. Der Albit ist sehr stark in sericitische Substanz umgewandelt, so daß er sich in gewöhnlichem Lichte kaum mehr von der Grundmasse abhebt. An Menge gegen den Albit sehr zurücktretend, kommt

Fig. 1.

Quarz aus dem Quarzkeratophyr von Eisenerz; ein großer zerbrochener Krystall neben anderen kleineren; deutliche magmatische Korrosion. In der Grundmasse einige chloritische Fasern (nach Biotit).

noch Orthoklas als Einsprengling vor; auch perthetische Verwachsungen desselben mit Albit ist zu beobachten. Die Orthoklase sind derartig in Sericit umgewandelt, daß sie sich auch in polarisiertem Lichte kaum mehr von der Grundmasse abheben.

Als basischer Einsprengling tritt Chlorit auf; in den meisten Fällen, wo eben eine Bestimmung möglich war, ist es

Pennin. Er tritt in langgestreckten Fasern im Dünnschliff auf und das bezeichnende Aussehen dieser Fasern, die charakteristische Spaltbarkeit in Längsschnitten deutet darauf hin, daß man es mit umgewandeltem Biotit zu tun hat. Das chloritische Mineral zeigt einen sehr deutlichen Pleochroismus; oft sind ganz unregelmäßige Anhäufungen von Chlorit in den Schliffen zu beobachten, die zum Teil durch Titanit ein schmutziggraues Aussehen erhalten.

Erz ist nicht viel vorhanden; dieses ist zum Teil Titaneisen, zum Teil Magneteisen. Die Grundmasse besteht aus Sericit und Quarz, wobei der erstere an Menge überwiegt; fein verteilte chloritische Fetzchen bedingen die makroskopisch grüne Farbe der Grundmasse, in der auch Epidotkörnchen auftreten. Sekundär zugeführt erscheint auf Spaltrissen und Gängen Calcit.

Das eben beschriebene Gestein ist als Quarzkeratophyr zu bezeichnen.[1]

Von allen mir vorliegenden zahlreichen »Blasseneckgneisen« steht dem eben beschriebenen Gestein im makroskopischen Habitus dasjenige vom Spielkogel bei Gaishorn am nächsten, wenn es auch von ihm etwas abweicht. Es soll im folgenden einer kurzen Erörterung unterzogen werden. Es fällt, da es eine durchaus massige Textur hat und auch keine sehr bedeutende Umwandlung erfahren hat, noch unter den Begriff: metamorpher Quarzporphyr.

In einer graugrünen Grundmasse stecken kleine porphyrische Quarze, durchschnittlich 2 bis 3 *mm* groß, doch finden sich auch solche, die 5 bis 8 *mm* Durchmesser aufweisen; schon makroskopisch kann man, besonders bei den größeren, Zerbrechung feststellen. Auch Feldspat tritt als Einsprengling auf. Der porphyrische Charakter des Gesteins tritt besonders schon vor Augen, wenn man eine angeschliffene Stelle desselben befeuchtet; dann heben sich in wunderbarer Weise die Einsprenglinge von der Grundmasse ab. Unter dem Mikroskop zeigen die Quarzeinsprenglinge öfter dihexaedrische Form, meist aber sind sie recht unregelmäßig gestaltet. Auch hier

[1] Auch Quarzporphyre und Quarzporphyrite kommen vor.

sind überall die für die Porphyrquarze bezeichnenden Erscheinungen zu sehen; die Einbuchtungen der Grundmasse machen den Umriß der Einsprenglinge zu einem vielgestaltigen; schlauchartige Gänge der Grundmasse in den Quarzen sind häufig zu sehen. Sehr intensiv ist die Beeinflussung der Quarze durch den Gebirgsdruck; abgesehen von der undulösen Auslöschung treten weitgehende Zerbrechungen und Zertrümmerungen der Quarze auf; diese mechanische Einwirkung äußert sich oft derart, daß ein großer Quarz in mehrere Stücke zerbrochen ist, die durch wahre Trümmerzonen miteinander verbunden sind; die Quarzkörner der Trümmerzonen zeigen randliche Fortwachsungen, Neubildung von Quarz. Wunderschön sind die Flüssigkeitseinschlüsse im Quarz, die oft in bedeutender Zahl und erheblicher Größe auftreten.

Der als Einsprengling auftretende Feldspat ist wohl Orthoklas; er ist sehr stark in Sericit umgewandelt, so daß er sich auch in polarisiertem Lichte kaum mehr von der Grundmasse abhebt. Auch der schon beim Gestein von Eisenerz erwähnte Chlorit nach Biotit tritt auf. Überall verbreitet ist das Umwandlungsprodukt des Titaneisens, das als Titanit in kleinen Mengen vorhanden ist; vom Titaneisen selbst ist nichts mehr der Umwandlung entgangen. Winzige Titanite sind in Menge im Chlorit, der auch hier Pennin ist, vorhanden und bedingen die häutige graubraune Färbung. Auch Epidot ist in scharf umrissenen Krystallen erhalten.

In der Grundmasse kann man zwei Ausbildungsarten unterscheiden, je nach dem Vorherrschen von Quarz oder Sericit. In der einen Ausbildungsweise ist viel Quarz in winzigen Körnchen erhalten; dazwischen tritt Sericit auf und kleine Fetzchen eines chloritischen Minerals. In der anderen Art der Grundmasse überwiegt der Sericit in der Grundmasse. Immer aber ist der Sericit das Umwandlungsprodukt des Feldspates. Winzige Titanite und auch Zirkone in geringer Menge, aber in schönen Krystallen treten in der Grundmasse auf.

Das Gestein ist als metamorpher Quarzporphyr zu bezeichnen.

Ein ganz ähnliches Gestein führt das Blasseneck selbst; besonders habe ich da das Vorkommen zwischen Punkt 1903

des Blasseneck und dem Haberltörl im Auge. Ein Unterschied liegt in der Menge des Feldspates, von dem hier mehr als Einsprenglinge vorhanden ist, ein Umstand, der schon der makroskopischen Beobachtung nicht entgehen kann. Unter dem Mikroskop zeigen die porphyrischen Quarze alle schon oben hervorgehobenen Eigenschaften; dasselbe ist auch bei den anderen mineralischen Komponenten der Fall. Die Wirkungen der Dynamometamorphose zeigen sich, ganz abgesehen von der Zertrümmerung der Quarze, in dem Ausziehen und Strecken der chloritischen Einsprenglinge. Das Gestein ist ärmer an Erz als das vorher beschriebene, dagegen reicher an Feldspat. Es ist ein metamorpher Quarzporphyr.

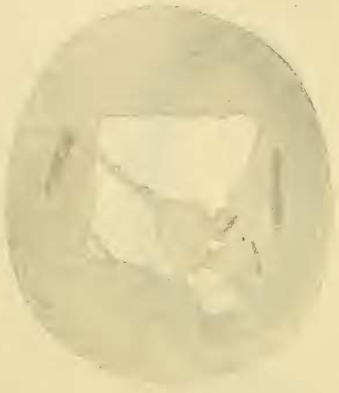

Fig. 2.
Quarz aus dem Quarzporphyr des Spielkogels; der Quarz ist zerbrochen und zeigt magmatische Korrosion. In der Grundmasse einige Chloritfasern.

In noch höherem Maße zeigt ein »Blasseneckgneis« von der Kühkaralpe am Blasseneck den Einfluß der Dynamometamorphose. Es ist von grauschwarzer Farbe, hat eine bankige Absonderung, ist ganz dicht und sehr reich an Sericit, der jedoch keine Schieferung hervorbringt. Im Dünnschliff sieht man in der an Sericit sehr reichen Grundmasse viele kleine porphyrische Quarze stecken; seltener treten große Quarze auf und diese zeigen manchmal dihexaedrische Form und auch wunderschöne magmatische Korrosionserscheinungen (siehe Fig. 3). Die ganz in Sericit umgewandelten Orthoklaseinsprenglinge heben sich gar nicht mehr von der Grundmasse ab; Erz ist in größeren Körnern sehr spärlich, in kleineren jedoch sehr häufig vorhanden. In der Grundmasse liegen winzige, unregelmäßig begrenzte chlori-

tische Fetzchen. Das Gestein nähert sich schon mehr einem Porphyroid.[1]

Auf den Gehängen der Kühkaralpe zum Blasseneck liegt ein Gestein, das auch Albit als Einsprengling führt, sonst aber mit dem vorigen ganz übereinstimmt; auch dieses Gestein zeigt schon starke Anklänge an einen Porphyroid.

Zwischen der Zeiritzalpe am Zeiritzkampel und dem Grünangertörl kommt ein Gestein vor, das man als Porphyroid bezeichnen muß.

Fig. 3.
Quarz mit Flüssigkeitseinschlüssen, magmatische Korrosion zeigend. Metamorpher Quarzporphyr, Kühkaralpe am Blasseneck.

Das im Handstück graugrüne Gestein zeigt eine scheinbar massige Textur, gegen welche die vorhandene Schieferung zurücktritt. Im Dünnschliff erscheint das Gestein gut geschiefert, was auch an angeschliffenen Stellen im Handstück sehr wohl festzustellen ist; es fällt da besonders die parallele Anordnung der mineralischen Komponenten auf, unter welchen besonders die gestreckten porphyrischen Einsprenglinge von Quarz bemerkenswert sind.

Unter dem Mikroskop erkennt man deutlich die Quarze als porphyrische Einsprenglinge; sie haben meist eine ansehnliche Größe und zeigen sehr schön eine mechanische Deformation, weitgehende Streckung und Auswalzung. Die großen Quarze sind ausnahmslos in Trümmeraggregate aufgelöst und scheiden sich natürlich sehr scharf von der Grundmasse ab; diejenigen Stellen, an welchen durch magmatische Korrosion Einbuchtungen der Grundmasse in den Quarzen vorhanden waren, sind derartig deformiert, daß sie scheinbar Verzahnungen der Grundmasse mit dem porphyrischen Quarz bilden. Doch wird trotzdem das charakteristische Bild der Quarze als porphyrische Einsprenglinge nicht sehr stark ge-

[1] Im älteren Sinne des Wortes.

stört. Die Quarze führen kleine Flüssigkeitseinschlüsse, deren Libelle oft in rascher Bewegung begriffen ist. Daß sie undulöse Auslöschung und die Streifung nahe der Auslöschung zeigen, erscheint bei dem hohen Grade der Deformation wohl ganz selbstverständlich.

Neben den zu kleinkörnigem Körneraggregat zerdrückten Quarzen finden sich auch solche, bei welchen kleine Körner

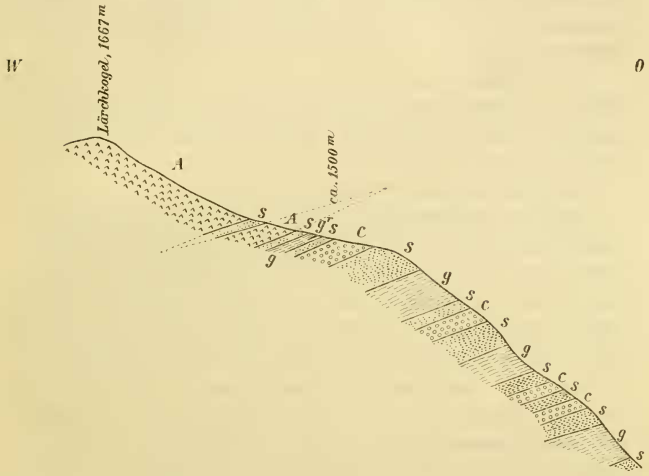


Fig. 4.

Profil durch die Kontaktzone von Obercarbon und Serpentin am Lärchkogel.

$A$ = Serpentin.
$S$ = Sandstein des Obercarbons.
$G$ = Obercarbonischer Graphitschiefer.
$Gr$ = Graphiteinlagerung.
$C$ = Obercarbonisches Konglomerat.
} Graphitführende Serie.

sich um ein oder mehrere größere Bruchstücke scharen. Wie bei den früher beschriebenen Gesteinen durchziehen auch hier Grundmassepartien der Quarze in Gangform; natürlich sind diese bei der allgemeinen Zerbrechung auch stark gestört worden, sie sind oft ganz zerrissen und verbogen.

Die Feldspateinsprenglinge sind einerseits deformiert, andrerseits derartig in Sericit umgewandelt, daß sie auch in

polarisiertem Lichte kaum mehr erkennbar sind; meist war es Orthoklas, doch ist auch etwas mit Zwillingsstreifung versehener Feldspat zu erkennen (Albit?).

Das basische Mineral ist der zu Chlorit umgewandelte Biotit, bei dem sich auch eine bedeutende mechanische Deformation feststellen läßt; diese besteht hauptsächlich in einer Streckung in der Richtung der Schieferung. Bei der Umsetzung in Chlorit (Pennin) wurde Erz gebildet. Das sonst im Gestein enthaltene Erz ist Titaneisen gewesen, das ganz in Titanit umgewandelt ist.

Die Grundmasse besteht aus Quarz und hauptsächlich Sericit, dessen parallele Anordnung die Schieferung des Gesteins bedingt; dazwischen treten noch sehr feine Chloritschüppchen auf.

Das Gestein ist ein Porphyroid.

Bei der Zeiritzalpe selbst steht ein dünnblätteriger Schiefer an, den man makroskopisch am besten als Sericitschiefer bezeichnen könnte. Und doch zeigt der mikroskopische Befund, daß man es mit einem dynamometamorph umgewandelten Porphyr zu tun hat. Die porphyrischen Einsprenglinge sind weniger zahlreich und auch nicht so gut ausgeprägt wie bei dem oben beschriebenen Gestein; denn die Quarze sind sehr stark ausgewalzt und in Trümmeraggregate umgewandelt, und zwar derartig, daß von einer Beobachtung der magmatischen Korrosion kaum mehr die Rede sein kann. Die Feldspate sind total sericitisiert. Das Gestein ist als Sericitporphyroid zu bezeichnen.

Von den sehr stark dynamometamorph umgewandelten Porphyren möchte ich noch den Sericitporphyroid anführen, der im Johnsbachtal vor dem Punkt 961 der Karte 1 : 25000 im Tale selbst ansteht. Es ist ein schwarzgraues, sehr dünnschieferiges Gestein mit seidenglänzenden Schieferungsflächen, makroskopisch ein Sericitschiefer. Unter dem Mikroskop sieht man in der Grundmasse nur mehr Quarze als Einsprenglinge; es sind ziemlich kleine Körner, die oft einen ganz unregelmäßigen Umriß haben und infolge randlicher Fortwachsung wie zerfranst aussehen; das, was sie als Porphyrquarze charakterisiert, ist die magmatische Korrosion, die an

einigen von ihnen festgestellt werden konnte. Die Grundmasse besteht neben einer nicht unbedeutenden Menge von Erz aus Quarz und Sericit.

Nach dem eben Ausgeführten zeigt sich, daß ein großer Teil der Gesteine der »Blasseneckserie« mehr oder weniger umgewandelte Quarzporphyre, beziehungsweise Quarzkeratophyre sind; und es läßt sich von den wenig umgewandelten massigen Gesteinen bis zum dünnblätterigen Sericitschiefer eine kontinuierliche Übergangsreihe feststellen.

Diese Eruptivgesteine und ihre Umwandlungsprodukte werden von sedimentär entstandenen Gesteinen begleitet, die diesen Charakter mehr oder minder zur Schau tragen. Hierher gehören die Sericitquarzite der Kaiserau, wo sie in Verbindung mit Porphyroiden auftreten, des Flitzengrabens (Wetzschiefer) usw. Ich möchte nur nebenbei erwähnen, daß ich mit dem Namen Sericitquarzit ein sedimentäres Gestein bezeichne. Tragen diese Sericitquarzite den Charakter von Sedimentgesteinen nicht sofort erkenntlich an sich, so ist dies bei anderen der die Porphyre und Porphyroide begleitenden Gesteinen wohl der Fall, so bei den grobklastischen Gesteinen der Treffner Alpe, bei den graphitischen Schiefern der Eigelsbrunner Alpe usw.

Um nun zur Altersfrage und zur Erörterung der tektonischen Stellung der Porphyre, Porphyroide und der sie begleitenden Gesteine überzugehen, ist es wichtig, daß die Serie der »Blasseneckgesteine« von Obercarbon unterlagert und von Trias überlagert wird. Zweifellos liegen die Werfener Schichten vom Fuß des Reiting[1] über dem »Blasseneckgneis« des Liesingtales, wie E. Ascher gezeigt hat. Daraus aber auf ein permisches Alter der Porphyroide und dessen, was mit diesen zusammenhängt, zu schließen, geht nicht an, denn ich bestreite es, daß man im Kontakt von Obercarbon und den Gesteinen der Blasseneckserie eine normale Folge vor sich hat. Man wird daher in diesen letzteren ein Schichtpaket sehen müssen, das älter als die Trias ist, dessen

[1] Else Ascher, Mitteilung der Geologischen Gesellschaft in Wien, I, 1908, p. 402.

untere Altersgrenze aber vorläufig nicht festzustellen ist. Daraus ergibt sich auch eine nicht sichere tektonische Position; das Obercarbon taucht unter die Blasseneckserie unter.

Das Obercarbon wird, wie ich im vorigen Jahre ausgeführt habe, vom untercarbonischen Triebensteinkalk überschoben. In derselben tektonischen Position erscheinen über den Schiefern an einer ganzen Reihe von Stellen Kalke, die auch weithin streichende Kalkzüge bilden. In erster Linie ist da zu nennen die liegende Kalkfalte des Großen Schobers bei Wald, die Kalkzüge von Wald bis Gaishorn. Von besonderer Wichtigkeit ist der Umstand, daß an einigen Stellen im Kontakt mit den obercarbonischen Schiefern Reibungsbreccien vorkommen. Diese Kalke dürften Äquivalente des Triebensteinkalkes sein.

Von diesen Kalken aber sind wohl zu trennen die erzführenden Kalke (Spateisenstein, Ankerit), welche auf den Gesteinen der Blasseneckserie wurzellos aufsitzen, sie sind deshalb wurzellos, weil sie dieselbe tektonische Stellung einnehmen, wie die auf den Werfener Schichten aufliegenden erzführenden Kalke des Reiting. Der erzführende Kalk hat ein silurisch-devonisches Alter nach bisher gemachten Versteinerungsfunden (Eisenerz, Wildfeld, Gößeck). Dem erzführenden Kalk gehört nebst einigen kleineren Vorkommnissen der große Kalkzug Zeiritzkampel—Rotwand—Leobner Mauer—Ohnhardskogel—Treffner Alpe an. Dieser Kalkzug senkt sich als eine riesige Platte nach Nordosten, beziehungsweise Norden und wird wieder von Porphyroiden überlagert, welche die Decken der nördlichen Kalkalpen tragen.

Nun möchte ich noch einige Worte über den Brettsteiner Kalkzug sagen. Bei Brettstein konnte ich eine Versteinerung (einen Cyathophylliden?) finden, die ein paläozoisches Alter der Kalke wahrscheinlich macht. Ferner konnte ich feststellen, daß bei Oberzeiring diese Kalke von Pegmatiten durchbrochen und kontaktmetamorph umgewandelt werden; auch Granit tritt auf. Die tektonische Stellung des Kalkzuges ist dadurch charakterisiert, daß er sich überall unter die Gneise und Granite der Sekkauer Tauern senkt, daß also diese letzteren auf den Kalk aufgeschoben erscheinen.

Ohne auf eine genauere Erörterung der Tektonik der »Grauwackenzone« einzugehen, läßt sich der Bau nach meinen bisherigen Untersuchungen schematisch in folgender Weise andeuten:

Auf den Glimmerschiefern der Wölzer Alpen, die von Graniten und ihrem Ganggefolge durchbrochen werden, liegen in der Gegend von Oberzeiring, Pusterwald und Brettstein Kalke von paläozoischem Alter. Diese Kalke tauchen unter das Granit- und Gneisgebirge der Rottenmanner- und Sekkauer Alpen; dieses erscheint also wurzellos den Kalken aufliegend. Gneise tragen das vielfach gefaltete Obercarbon, das über den Gneisen transgrediert. Auf dem Obercarbon liegt der untercarbonische Triebensteinkalk.

Über all diesem liegen nach meiner Auffassung als höhere Decke die Gesteine der »Blassenecksерie« und wurzellos darauf der Zug der erzführenden Kalke vom Zeiritzkampel zur Treffner Alpe. Diese Kalke werden im oberen Johnsbachtale wieder von Porphyroiden überlagert und über diesen folgen die Decken der nördlichen Kalkalpen. Mir scheint es sicher zu sein, daß nicht die Dachsteindecke im Sinne von Haug mit diesen Porphyroiden verbunden ist, sondern daß auch eine tiefere Kalkalpendecke vorhanden ist.